

# Einfluss des Windschubes auf die Atlantische Umwälzbewegung

Christian-Albrechts-Universität Kiel

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Bachelor-Arbeit im Studiengang: *"Physik des Erdsystems:  
Meteorologie-Ozeanographie-Geophysik"*  
am GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung

Franz Philip Tuchen  
Matrikel-Nummer: 5682  
Kiel, 15.07.2013

**Erstprüfer** Dr. Thomas Martin  
**Zweitprüfer** Prof. Dr. Mojib Latif

# Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung/Abstract	1
1.1	Zusammenfassung . . . . .	1
1.2	Abstract . . . . .	2
2	Einleitung	3
2.1	Motivation . . . . .	3
2.2	AMOC . . . . .	4
2.3	KCM . . . . .	5
2.4	Aktueller Forschungsstand . . . . .	6
3	Daten und Methoden	7
3.1	Daten zur Beschreibung der Umwälzbewegung . . . . .	7
3.2	Windschubdaten . . . . .	8
3.3	Methoden und Vorgehensweise . . . . .	9
3.3.1	Ekman-Transport . . . . .	11
3.3.2	Kontrolllauf . . . . .	11
3.3.3	Verwendete Formeln . . . . .	12
4	Ergebnisse	13
4.1	Windschub-Zeitserie . . . . .	13
4.2	AMOC-Zeitserie . . . . .	14
4.3	Kontrolllauf . . . . .	15
4.4	Windschubfelder . . . . .	16
4.4.1	Meridionale Varianz des Windschubes . . . . .	18
4.5	Ekman-Transport und dessen Varianz . . . . .	19
4.6	Räumliche Korrelation der AMOC und des Windschub-Curls . . . . .	21
4.6.1	Windschub-Curl . . . . .	21
4.6.2	Korrelation ohne Zeitverzögerung . . . . .	22
4.6.3	Korrelation mit Zeitverzögerung . . . . .	24
5	Diskussion	27
5.1	Zusammenhang zwischen Windschub und Umwälzbewegung . . . . .	27

## *Inhaltsverzeichnis*

5.2	Regionen mit dem größten Einfluss auf die AMOC . . . . .	28
5.3	Kritische Betrachtung der Ergebnisse . . . . .	29
	Tabellenverzeichnis	30
	Abbildungsverzeichnis	31
6	Referenzen	32
7	Danksagungen	34
8	Erklärung	35

# 1 Zusammenfassung/Abstract

## 1.1 Zusammenfassung

Die Atlantische Umwälzbewegung (AMOC) beeinflusst das Klima in Nordeuropa und sorgt dort im zonalen Vergleich für milde Temperaturen (Cunningham et al., 2007). Daher ist ihr genauer Mechanismus und ihre Reaktion auf äußere Einflüsse und Schwankungen verschiedener Parameter von großer Bedeutung für Zukunftsprognosen, da so zu einem gewissen Grad aus Windschubdaten Rückschlüsse auf die zukünftige AMOC möglich wären. Im Rahmen dieser Bachelor-Arbeit werden zehn Modellläufe des Kiel Climate Model (KCM) analysiert, die mit einem globalen Windforcing durch ERA40- bzw. NCEP-Windschubdaten angetrieben wurden, um so den Einfluss des Windschubes auf die AMOC zu untersuchen.

Es zeigt sich, dass die Transportstärke der Umwälzbewegung tendenziell über den Beobachtungszeitraum von 1958-2001 abnimmt, während der Windschub einen positiven Trend aufweist. Diese gegenläufigen Kurven lassen die Vermutung zu, dass den Einfluss des Windschubes andere Prozesse, wie z.B. Wärmeflüsse oder dichtegetriebene Transporte überlagern und der langfristige Einfluss des Windschubes auf die AMOC durch diese kompensiert werden könnte (Cunningham et al., 2007). Auch eine negative Korrelation, also eine Verstärkung der AMOC bei abnehmendem Windschub, scheint ausgeschlossen, da sich viel mehr herausstellt, dass der Windschub zumindest teilweise für die zwischenjährige Variabilität der Umwälzbewegung verantwortlich ist (Eden et al., 2001). Dieser Einfluss ist jedoch bei einer zeitlichen Verzögerung ("lag") von etwa drei Jahren maximal in den Transportwerten der AMOC.

Die stärksten positiven Korrelationen lassen sich für beide Datensätze im Nordatlantik in einem Band zwischen der Ostküste der USA und den Britischen Inseln finden. Hier führt eine Verstärkung des Windschub-Curls mit einer Verzögerung von drei Jahren zu maximalen Änderungen in der Transportstärke der AMOC.

Der windgetriebene Wassermassentransport wird hier durch den Ekman-Transport beschrieben, welcher absolut gesehen knapp 10% der Umwälzbewegung ausmacht. Die Variabilität des Ekman-Transportes sowie des zonalen Windes im Nordatlantik ist jedoch relativ gesehen sehr hoch und kann auf kurzen Zeitskalen die AMOC signifikant beeinflussen.

## 1.2 Abstract

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) influences North Atlantic climate and is responsible for relatively warm temperatures in northern Europe compared to other places at same latitudes (Cunningham et al., 2007). Therefore the exact mechanisms and reactions to external impacts and fluctuations of different parameters are very important parts of current research for the reason that a certain wind stress field could possibly give information about the future strength of the AMOC. Within the scope of this Bachelor thesis ten model runs of the Kiel Climate Model (KCM) are driven with global wind forcing by ERA40 and NCEP wind stress datasets to observe the influence of wind stress on AMOC.

It shows that the Overturning Circulation has a decreasing trend during the observed period from 1958-2001, while at the same time wind stress is increasing. This opposing trend allows the assumption that other processes like heat fluxes or density driven transports superpose the influence of the wind stress and that the decadal trend of the AMOC is hardly influenced by windstress (Cunningham et al., 2007). Furthermore a negative correlation between AMOC and wind stress, meaning that an increase of AMOC would lead to a decrease in wind stress, can be excluded (Eden et al., 2001). It rather shows, that wind stress is at least partly responsible for interannual variabilities. This influence has its maximum impact with a time delay ("lag") of three years after an event in wind stress.

The highest positive correlations are found in the North Atlantic region in a belt from the US east coast to the British Islands. Here an increase of the windstress curl would lead to maximum changes of AMOC transport strength with a time delay of three years.

In this thesis wind driven water mass transport is described by the Ekman transport, which makes up about 10% of the total Overturning transport. The variability of Ekman transport and zonal wind fluctuations are quite strong in the northern Atlantic and can significantly influence the AMOC on interannual timescales.

# 2 Einleitung

## 2.1 Motivation

Im Rahmen dieser Arbeit soll der Einfluss des Windschubes auf die Atlantische Umwälzbewegung im Kiel Climate Model (KCM) untersucht werden. Die Atlantische Umwälzbewegung (Atlantic Meridional Overturning Circulation, kurz AMOC) ist ein wichtiger Bestandteil der thermohalinen Zirkulation und daher auch von großer Bedeutung für den Wärmehaushalt in der Nordatlantikregion, sowie für das globale Klima (Kanzow et al., 2010). Daher ist vor allem die Variabilität der AMOC sowie großräumige Mechanismen und Einflüsse, die zu einer kurz- oder langfristigen Veränderung der Umwälzbewegung beitragen, Gegenstand aktueller Forschung (Hirschi et al., 2003). Diese Arbeit beschränkt sich auf den Zusammenhang zwischen der Windschubspannung und der Atlantischen Umwälzbewegung und versucht diesen vor allem auf kleineren Zeitskalen von einigen Jahren zu quantifizieren. Weiter wird nach Ursachen für den negativen AMOC-Trend ab 1970 gesucht und Regionen im Nordatlantik werden nach ihrem Einfluss auf die Umwälzbewegung analysiert. Je stärker die AMOC von der Windschubspannung abhängt, desto eher wäre sie vorhersagbar und ein Windschubfeld würde automatisch - zu einem gewissen Grad - Rückschlüsse auf die Umwälzbewegung zulassen.

Um diesen Zusammenhang zu quantifizieren wird der windgetriebene Ekman-Transport und dessen Varianz, sowie die Kreuzkorrelation zwischen Windschub und AMOC betrachtet. Es ist anzunehmen, dass sich der Einfluss des Windes zeitlich verzögert auf die AMOC auswirkt. So ist bekannt, dass Änderungen des Windschubes zu Änderungen in der Rotation des Windschubes führen, was wiederum Einfluss auf den subtropischen Wirbel und die gesamte Zirkulation im Nordatlantik hat (Stepanov et al., 2013). Studien haben weiter gezeigt, dass stärkere Winde im Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von einigen Jahren zu einer stärkeren Umwälzbewegung führen (Eden et al., 2001). Eine mögliche Erklärung dafür ist, dass starke Westwinde den Ekman-Transport nach Süden verstärken und so zum einen zu einem kälteren Nordatlantik und zum anderen zu verstärkter Tiefenkonvektion in der Labradorsee führen. In dieser Arbeit werden daher beide Zeitreihen zusätzlich zueinander verschoben und erneut kreuzkorreliert. Die Transporte und die Korrelationen werden in 3.3 erläutert und in 4. interpretiert.

### 2.2 AMOC

Die Atlantische Umwälzbewegung, im englischen Atlantic Meridional Overturning Circulation und daher im Folgenden häufig mit AMOC abgekürzt, ist ein wichtiger Bestandteil der globalen, thermohalinen Zirkulation, da sie unter anderem für das - im zonalen Vergleich - milde nordeuropäische Klima verantwortlich ist. Durch warme, nordwärtige Meeresoberflächenströmungen, wie den Golfstrom, gelangt warmes und salzreiches Wasser in den Nordatlantik, wo es - vor allem durch die starken Westwinde - abkühlt (Schmittner et al., 2007). Durch den höheren Salzgehalt besitzt es nun jedoch eine höhere Dichte als das darunter liegende Wasser und es entsteht eine Schwereinstabilität, was dazu führt, dass das Oberflächenwasser absinkt. Dies geschieht im Nordatlantik vorrangig in der Labradorsee und im europäischen Nordmeer (Schmittner et al., 2007).

Der Grönland-Schottland-Rücken zwischen Schottland und Grönland, auf dem auch Island liegt, bildet die Grenze zwischen Nordmeer und Atlantik. Er ist Teil des mittelatlantischen Rückens und nur an wenigen Stellen tief genug, an denen das abgesunkene Oberflächenwasser schließlich aus Kontinuitätsgründen zurück in den Nordatlantik fließen kann. Im Pazifik beispielsweise wird dies durch die sehr flache Beringstraße verhindert.

Das europäische Nordmeer soll daher als Becken mit einem offenen Rand (Grönland-Schottland-Rücken) und einem begrenzenden Rand (Arktis) gesehen werden. Über den Rücken strömt warmes, salzreiches Wasser an der Oberfläche hinein, kühlt und sinkt, wie bereits oben beschrieben, ab. Das Becken füllt sich daher langsam von unten mit kaltem, dichtem Wasser, bis es in einer Art "Dammbruch" die tieferen Stellen des Rückens überströmt. Danach strömt es durch die im Gegensatz zum Umgebungswasser im Atlantik höhere Dichte in den tieferen Nordatlantik, vermischt sich bei einer gewissen geographischen Breite mit ebenfalls abgesunkenem Wasser aus der Labradorsee und bildet nun das Nordatlantische Tiefenwasser (North Atlantic Deep Water (NADW)). Durch Entrainment "reißt" das Wasser aus dem Nordmeer beim Absinken in den Atlantik zusätzliche Wassermassen mit und es entsteht ein Gesamttransport von etwa ca. 16-18 Sv (Smethie et al., 2007).

Das Nordatlantische Tiefenwasser strömt aufgrund der Erdrotation am Westrand des Atlantiks in Richtung Äquator, überquert diesen und mündet schließlich in den Antarktischen Zirkumpolarstrom. Um die thermohaline Zirkulation zu komplettieren, muss das Tiefenwasser wieder an die Oberfläche gelangen. Wo und wie genau dies geschieht, ist jedoch unsicher und Gegenstand aktueller Forschung (Schmittner et al., 2007).

### 2.3 KCM

In dieser Arbeit werden Modellläufe aus dem Kiel Climate Model verwendet. Das Kiel Climate Model (KCM) ist ein gekoppeltes Ozean-Atmosphäre-Meereis-Modell, das von Park et al. am damaligen IFM-GEOMAR in Kiel initiiert wurde. Es verwendet das AGCM (Atmospheric General Circulation Model) Atmosphären-Modell des Hamburger ECHAM5-Klimamodells (Roeckner et al., 2003) und das Ozean-Meereis-Modell NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean) (Madec et al., 2008), das sich aus dem Ozeanmodell OGCM OPA9 (Oceanic General Circulation Model Océan Parallélisé Version 9) und dem Meereismodell LIM2 (Louvain-la-Neuve Ice Model Version 2) zusammensetzt (Park et al., 2008).

Die Kopplung der einzelnen Modellkomponenten erfolgt einmal pro Tag ohne Flusskorrektur durch den Koppler OASIS3. Dabei erhält NEMO Daten der solaren und nicht-solaren Oberflächenwärmeflüsse, der Frischwassereinträge (Gletscherschmelze, Schnee, Eintrag durch Flüsse) und des Windschubes vom AGCM. Auf der anderen Seite übermittelt NEMO Meeresoberflächentemperatur und -geschwindigkeit, Meereistemperatur und -dicke, sowie Schneehöhe an das ECHAM5-AGCM, das daraus Wärme- und Impulsflüsse berechnen kann (Park et al., 2008).

Die horizontalen und vertikalen Auflösungen des KCM sind in Tabelle 2.1 aufgetragen (Park et al., 2008). Dabei ist zu sagen, dass der horizontale Auflösungsunterschied auf dem Ozean der im KCM gewählten Mercator-Projektion geschuldet ist. Das KCM

Auflösung	Atmosphäre	Ozean
Horizontal	T31(3,75°x3,75°)	Mittel: 1,3° (Äquator: 0,5°)
Vertikal	T19(19 Höhen bis 10 hPa)	31 Tiefen (bis 5000m)

**Tabelle 2.1:** Horizontale und vertikale Auflösungen im Kiel Climate Model.

ist somit durch die Verbindung zweier einzelner, voneinander zunächst unabhängiger Klimamodelle (ECHAM5 und NEMO) entstanden, die erst durch die Kopplung interagieren.



### 2.4 Aktueller Forschungsstand

Es gibt zwei Möglichkeiten, den Einfluss des Windschubes auf die AMOC zu untersuchen. Zum einen mit Modellsimulationen über kleine bis sehr große Zeiträume und zum anderen durch Messungen.

Seit April 2004 wird die AMOC mit dem Beobachtungssystem RAPID, das quer über den Atlantik bei 26,5°N verläuft, gemessen und analysiert (McCarthy et al., 2012). An insgesamt 22 Messpunkten wird so die Stärke und die Struktur der Atlantischen Umwälzbewegung kontinuierlich erfasst. Am Messzeitraum wird jedoch deutlich, dass bisher lediglich zwischenjährige Variabilitäten durch die Messreihe erfasst werden konnten. Es stellt sich aber heraus, dass der windgetriebene Transport zwar nur einen kleinen Anteil am gesamten Transport der AMOC hat, jedoch auf kurzen Zeitskalen den größten Einfluss auf deren kurzfristige Variabilität hat (Cunningham et al., 2007). Außerdem wird mit einer Abschwächung der Umwälzbewegung in den nächsten Jahrzehnten um 25% gerechnet; ein Trend, der sich bereits in den Messwerten der letzten Jahre erahnen lässt.

Modellsimulationen lassen ähnliche Rückschlüsse zu. So haben Stepanov et al. mit dem bereits erwähnten NEMO-Modell gezeigt, dass eine Druckdifferenz zwischen hohen und mittleren Breiten im Nordatlantik zwischen Januar und Juli bereits 35-50% der jährlichen Variabilität der AMOC erklärt (Stepanov et al., 2013). Da Druckunterschiede gleichzeitig für die Entstehung von Wind verantwortlich sind, zeigt sich auch hier ein signifikanter Zusammenhang zwischen Wind und der Variabilität der AMOC.

Im Folgenden wird nun dieser Zusammenhang für Modellläufe des Kiel Climate Model untersucht.

# 3 Daten und Methoden

## 3.1 Daten zur Beschreibung der Umwälzbewegung

Bei den AMOC-Daten handelt es sich um räumliche Zeitserien der Transportstärke der AMOC-Stromfunktion, welche aus verschiedenen Läufen des Kiel Climate Models gewonnen wurden. Der Antrieb der einzelnen Läufe erfolgte dabei ausschließlich über ein globales Windforcing. Das heißt, dass, wenn das Klimamodell nach einer gewissen Laufzeit stabil ist, die globalen Winddaten durch neue Datensätze (ERA40 und NCEP) ersetzt werden, sodass untersucht werden kann, wie sehr verschiedenste Mechanismen - in diesem Fall die AMOC - vom Windfeld und dessen Änderungen abhängig sind. Die so entstandenen Läufe E11,E12,E14,E15,E16 unterscheiden sich zwar in den Startparametern des KCM; sie wurden jedoch alle mit den ERA40-Daten angetrieben. Gleiches gilt für die Läufe N11,N12,N13,N14,N15, welche mit dem NCEP-Datensatz angetrieben wurden.

Jeder Lauf unterscheidet sich von den anderen durch seine Anfangsbedingungen, sodass kleine Änderungen der Startparameter ein Ensemble bzw. eine Bandbreite für jede Reanalyse liefern. Nach einem 1000-jährigen Kontrolllauf der AMOC-Transportstärke wird eine Klimatologie von monatlichen Windschubwerten des Kontrolllaufes und Windschubanomalien der NCEP und ERA40-Datensätze über ca. 20 Jahre vorgeschrieben. Danach werden die einzelnen Modellläufe gestartet.

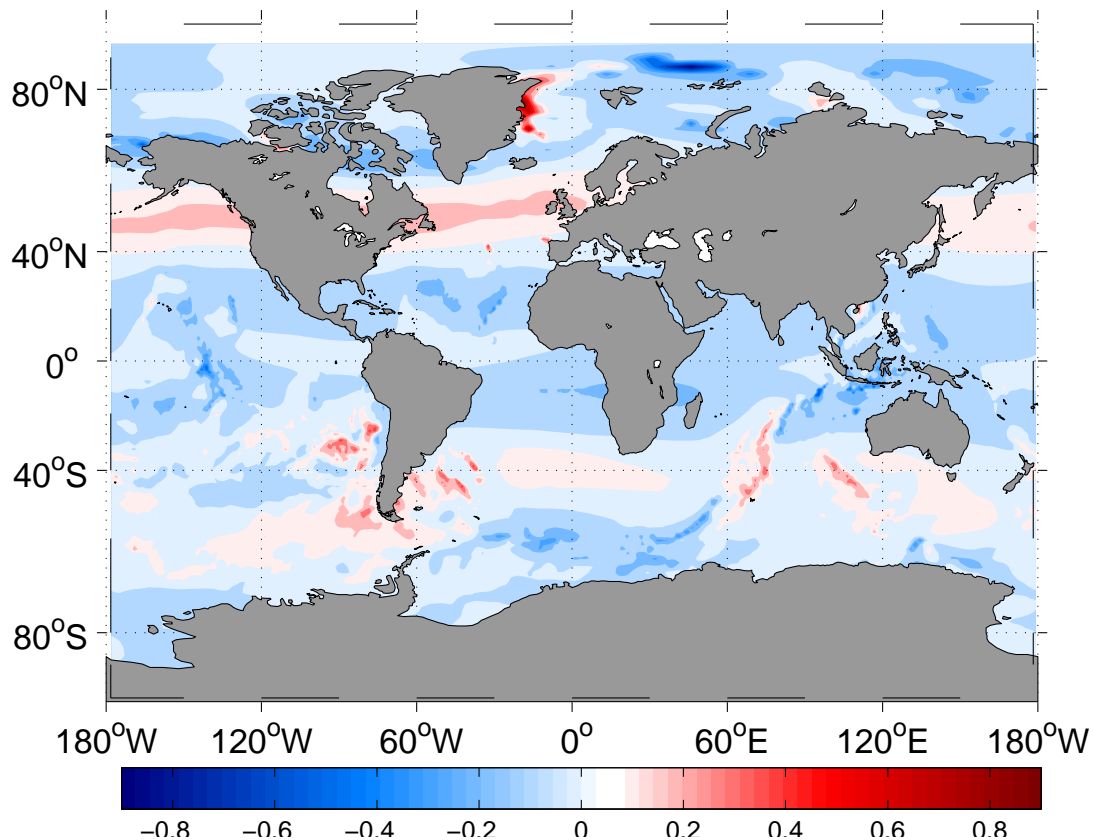
ERA40 und NCEP sind sogenannte Reanalyse-Datensätze, die aus Beobachtungsdaten gewonnen werden (S.M. Uppala et al., 2005). Sie stellen somit ein sehr genaues Abbild der vergangenen meteorologischen und ozeanographischen Zustände dar und Klimamodelle können in ihrer Güte getestet werden, indem versucht wird, die verschiedenen Parameter so exakt wie möglich zu simulieren.

Die Daten lagen für jeden der 10 Läufe über einen Zeitraum von 44 kompletten Jahren (1958 - 2001) als Jahreswerte vor. Räumlich erstreckte sich der Datensatz über 31 nicht-äquidistante Tiefen bis in 5000m unter der Meeresoberfläche, sowie über 182 Längengrade und 149 Breitengrade in Form von Gitterpunkten, an denen sich jeweils ein Wert für die Stromfunktion der Atlantischen Umwälzbewegung in der Einheit Sverdrup ( $1\text{ Sv} = 10^6 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ ) befand.

## 3.2 Windschubdaten

Die Daten des Windschubes bzw. des Windstresses stammen aus den bereits oben erwähnten Reanalyse-Datensätzen ERA40 und NCEP. Windschub ist eine vektorielle, zweidimensionale Größe und liegt daher als räumliche Verteilung der x- und y-Komponente vor. Mit dem Windschub oder der Windschubspannung wird vertikaler Impulsfluss durch horizontale Flüsse beschrieben. In der Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Ozean ist der Windschub definiert als die Schubspannung an der Meeresoberfläche ( $z=0$ ) und kann durch Parametrisierung des entsprechenden Terms der Bewegungsgleichung ermittelt werden. Die Einheit des Windschubes ist Pascal ( $1\text{Pa}=1\frac{\text{N}}{\text{m}^2}$ ).

Die x-Komponente ist der zonale Windschub, der in Richtung Osten positiv definiert ist,



**Abbildung 3.1:** Globale Windschubverteilung der zonalen Komponente der ERA40-Reanalyse im Sommermittel (JJA) in Pascal [Pa].

während die y-Komponente der meridionale Windschub ist und bei einer nordwärtigen Richtung positive Werte annimmt. Es liegen also je zwei räumliche Verteilungen für jede

### 3 Daten und Methoden

Reanalyse vor. Abbildung 3.1 zeigt die Verteilung der x-Komponente des Windschubes aus dem ERA-Datensatz für ein Sommermittel. Deutlich sind die Passatwinde als blaue Flächen um den Äquator zu erkennen, sowie die Westwinde, die - besonders auf der Nordhalbkugel - durch rote Farben gekennzeichnet sind.

Zeitlich unterscheiden sich die Windschubdaten etwas von den AMOC-Daten, da sie als Monatsmittelwerte vorliegen. So sind zwar die ERA40-Daten für den Windschub über den gleichen Zeitraum vorhanden, die NCEP-Daten liegen jedoch ungekürzt über einen Zeitraum von 761 Monaten, beginnend im Januar 1948, vor. Daher wurden die NCEP-Daten für die weitere Bearbeitung auf den Vergleichszeitraum 1958-2001 gekürzt.

Des Weiteren ist die räumliche Auflösung der NCEP-Reanalyse (194 Längengrade/92 Breitengrade) deutlich gröber als die der ERA40-Reanalyse ( $320 \times 160$ ). Global gesehen entspricht das fast dreimal so vielen Gitterpunkten und einer horizontalen Auflösung von nahezu  $1^\circ \times 1^\circ$ . Dies macht sich vor allem in der Rechenzeit während der Computeranalyse aber auch teilweise in den Verteilungsmustern der Korrelation bemerkbar.

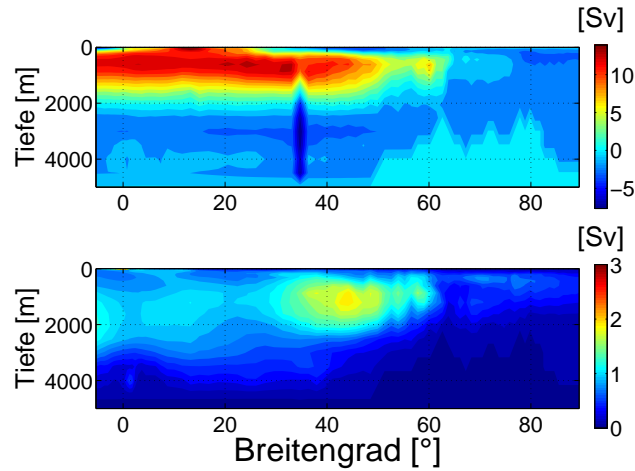
### 3.3 Methoden und Vorgehensweise

Für jeden der zehn Läufe wurde eine Zeitserie der AMOC erstellt. Hierzu wurde das Maximum des Transportes der Stromfunktion in der Tiefe bei  $30^\circ\text{N}$  und  $34^\circ\text{N}$  für jedes Jahr gesucht (siehe 4.1). Außerdem wurde für jeden Lauf ein Schnitt der Transportstärke entlang eines Längengrades für den Nordatlantik erstellt. Abbildung 3.2 zeigt einen solchen Schnitt für ein Mittel aus allen ERA-Läufen. Der Bereich von 0 Sverdrup zwischen  $50^\circ\text{N}$  und  $80^\circ\text{N}$  in Meeresbodennähe ist dabei als Meeresgrund zu sehen.

Um die räumliche Struktur und gegebenenfalls Unterschiede in den Reanalysen frühzeitig zu erkennen, stellt Abbildung 3.3 den meridionalen Schnitt und dessen räumliche Standardabweichung für ein Mittel aus allen NCEP-Läufen dar. Beide Transportmuster sind nahezu identisch, während sich in den Standardabweichungen Unterschiede erkennen lassen. So variieren die einzelnen N-Läufe offensichtlich stärker um einen Mittelwert als die E-Läufe. Außerdem ist es in beiden Abbildungen die gleiche Region, in der die höchste Varianz auftritt.

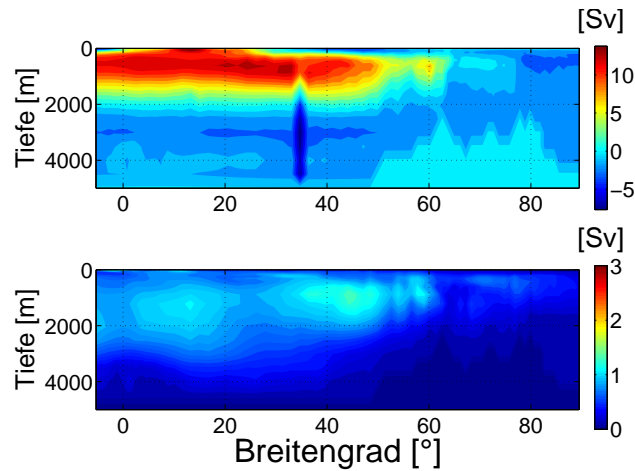
Weiter wurden verschiedene Kreuzkorrelationen zwischen den Windschubdaten und den AMOC-Zeitserien berechnet. Bei einer Kreuzkorrelation werden zwei Serien mit gleich lan-

### 3 Daten und Methoden



**Abbildung 3.2:** Oben: Meridionaler Schnitt der AMOC-Transportstärke in Sverdrup für das NCEP-Mittel. Unten: Standardabweichung der Transportstärke für dasselbe Mittel.

gem Zeitvektor verglichen und über den Korrelationskoeffizienten (-1:maximale, negative Korrelation, 1:maximale, positive Korrelation) kann der Zusammenhang zwischen den Zeitreihen beschrieben werden. Da sich jedoch Änderungen in der Windschubspannung



**Abbildung 3.3:** Oben: Meridionaler Schnitt der AMOC-Transportstärke in Sverdrup für das ERA-Mittel. Unten: Standardabweichung der Transportstärke für dasselbe Mittel.

u. U. verzögert in der Zeitserie der Umwälzbewegung bemerkbar machen könnten, man spricht von einem "lag", werden die Zeitreihen zusätzlich zeitlich zueinander verschoben und erneut kreuzkorreliert. Bei den Korrelationsberechnungen wurde außerdem nicht der Windschub sondern die Rotation des Windschubes verwendet, die sich wie folgt

### 3 Daten und Methoden

berechnet:

$$\nabla \times \tau = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right) \times (\tau_x, \tau_y) = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

Dabei ist  $\tau = (\tau_x, \tau_y)$  der Windschubvektor, der sich aus der x- und y-Komponente zusammensetzt. Da der Windschub also keine z-Komponente für die Höhe besitzt und somit ein zweidimensionales Vektorfeld darstellt, vereinfacht sich die Gleichung zu einem zweidimensionalen Skalarfeld.

#### 3.3.1 Ekman-Transport

Der Ekman-Transport ist der wichtigste windgetriebene Wassermassentransport im Nordatlantik. Er entsteht durch den Einfluss des Windes an der Meeresoberfläche und zeigt netto  $90^\circ$  nach rechts gedreht zu ihm. An der Meeresoberfläche zeigt er  $45^\circ$  nach rechts, während dieser Winkel sich mit der Tiefe vergrößert und so die bekannte Ekman-Spirale entsteht. Durch die Westwinde in den mittleren Breiten werden so Wassermassen nach Norden transportiert und der Ekman-Transport kann als Teil der Umwälzbewegung gesehen werden. Für den meridionalen Ekman-Transport  $M_y$  gilt:

$$M_y = \int -\frac{\tau_x}{\rho f(y)} dx$$

Dabei ist  $\tau_x$  der zonale Windstress und  $\rho$  die Wasserdichte (typischerweise  $1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ ).  $f(y)$  beschreibt den Coriolisparameter, der sich nur in Abhängigkeit von der geografischen Breite  $y$  ändert ( $\beta$ -Ebene) und zum Äquator gegen 0 geht. In Abbildung 3.4 ist der meridionale Verlauf des Coriolisparameters dargestellt. Daher ist der Ekman-Transport in Nähe des Äquators nicht definiert. Integriert wird zonal nach  $dx$ .

Durch den meridionalen Verlauf des Ekman-Transportes lässt sich sein Einfluss am Gesamttransport der AMOC feststellen. Betrachtet wird außerdem die meridionale Varianz des Ekman-Transportes. Hohe Variabilität im Transport könnten auch hohe Variabilitäten in der Umwälzbewegung hervorrufen.

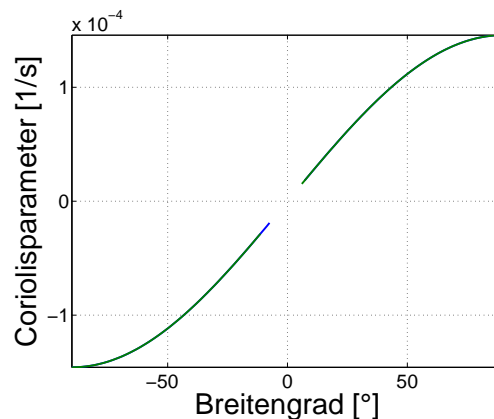


Abbildung 3.4: Meridionaler Verlauf des Coriolisparameters ( $\beta$ -Ebene).

#### 3.3.2 Kontrolllauf

Kontrollläufe sind Modellläufe, die ohne externes Forcing angetrieben werden. In diesem Fall werden dann an einem bestimmten Zeitpunkt des Kontrolllaufes die globalen Winddaten der Reanalysen eingefügt. Die einzelnen Läufe unterscheiden sich also lediglich in ihren Anfangsbedingungen. Ähneln sich nun die Verläufe der Modellläufe, kann man davon ausgehen, dass das Forcing dafür verantwortlich ist, da alle Läufe, so verschieden ihre Startparameter waren, derselben Kurve folgen und der Windantrieb eine größere Rolle spielt als die Anfangsbedingungen.

Der AMOC-Kontrolllauf liegt über 1000 Jahre vor, wobei hier nur die letzten 300 Jahre dieses Laufes analysiert werden sollen, da das Klimamodell einige Zeit benötigt, um sich zu stabilisieren.

#### 3.3.3 Verwendete Formeln

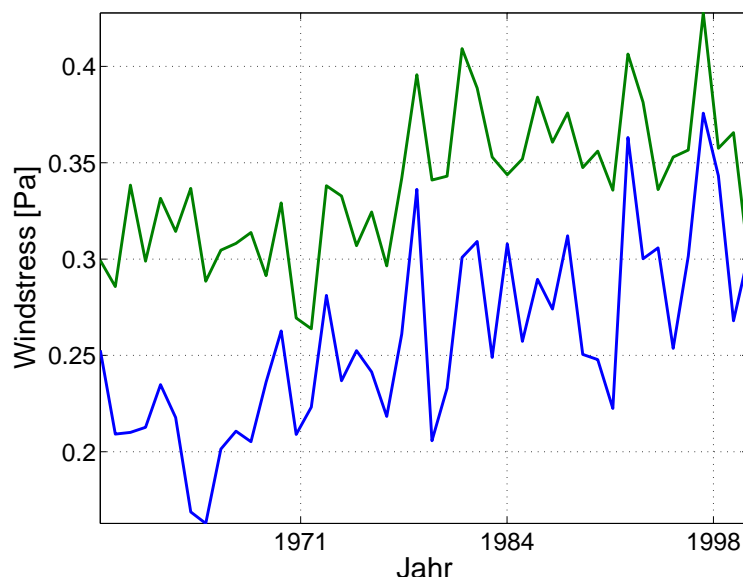
Alle verwendeten, statistischen Ausdrücke (arithmetisches Mittel, Varianz, Standardabweichung, etc.) sind nach dem dtv-Atlas zur Mathematik (Band 2) berechnet worden (Reinhardt et al., 1984).

# 4 Ergebnisse

## 4.1 Windschub-Zeitserie

Für die Windschub-Zeitserie wurde ein Gebiet, in dem eine hohe Korrelation mit der Umwälzbewegung vermutet wird - der Nordatlantik - gewählt. Dazu wurden in den Windschubdaten alle Gitterpunkte, die zwischen  $37^{\circ}\text{N}$ - $49^{\circ}\text{N}$  und  $52^{\circ}\text{W}$ - $16^{\circ}\text{W}$  liegen, arithmetisch für jeden Zeitschritt gemittelt, um danach aus den Monatsmittelwerten Jahresmittelwerte zu berechnen. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.1 dargestellt.

Da in diesen Breiten die zonale Komponente sehr viel größer ist als die meridionale Kom-



**Abbildung 4.1:** Jahresmittel der Windschub-Zeitserie (1958-2001) der zonalen Komponente für ERA (grün) und NCEP (blau) für ein räumliches Nordatlantik-Mittel ( $37^{\circ}\text{N}$ - $49^{\circ}\text{N}$ ,  $52^{\circ}\text{W}$ - $16^{\circ}\text{W}$ ).

ponente des Windschubes, wurde diese in ihrer Bedeutung für die Umwälzbewegung vernachlässigt und es werden hier zunächst nur die zonalen Windschub-Zeitserien der beiden Reanalysen betrachtet.

Es zeigt sich, dass die Variabilität in dieser Region sehr hoch ist und sich die Westwinde teilweise sogar im Jahresmittel umkehren können. Weitere, hier nicht dargestellte Windschub-Zeitserien für den gesamten Nordatlantik und einzelne kleinere Regionen zeigen wie



## 4 Ergebnisse

Abb. 4.1 ebenfalls einen tendenziellen Anstieg des Windschubes über den Zeitraum. Die Zeitreihen unterscheiden sich jedoch in ihrer Variabilität von dem Labradorsee-Mittel. Hier ist es wichtig zu sagen, dass der Analyse-Zeitraum von 44 Jahren nur beschränkt Einblicke in die dekadische Entwicklung des Windschubes liefert, sodass die interne Variabilität des Windschubes dessen dekadische Trends überdecken könnte. Dennoch ist es sinnvoll, die kurzfristigen, interannualen Variabilitäten des Windschubes und der AMOC zu betrachten und dort nach einem Einfluss des Windschubes auf die Atlantische Umwälzbewegung zu suchen.

### 4.2 AMOC-Zeitserie

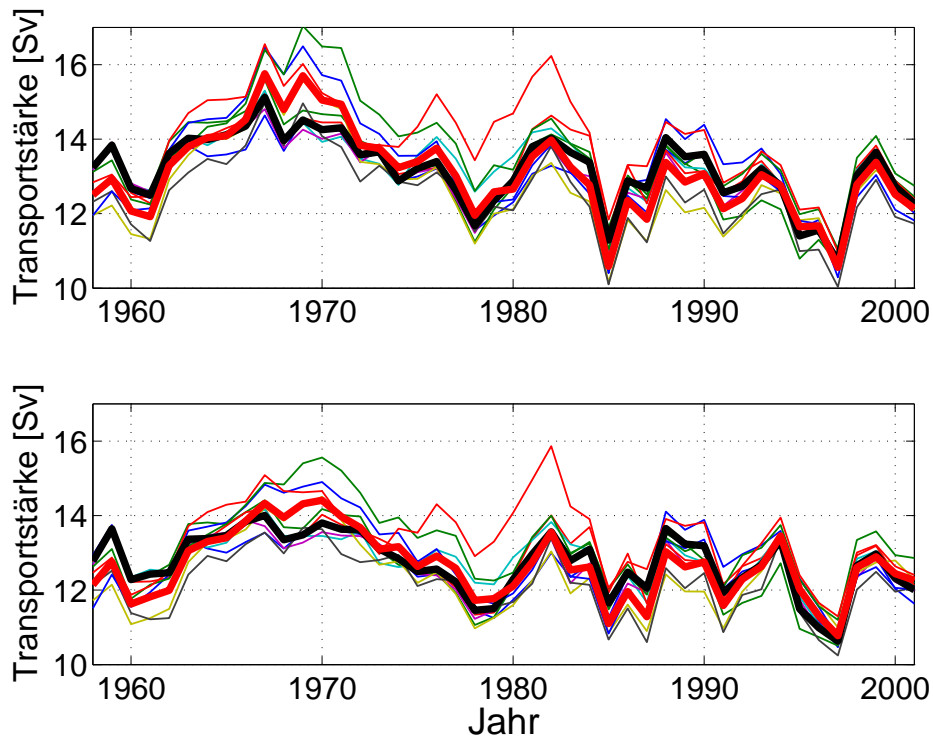
Als nächstes wurden die Zeitserien aller Läufe berechnet, die durch den globalen Windantrieb entstehen. Abbildung 4.2 zeigt den zeitlichen Verlauf der Umwälzbewegung für zwei verschiedene Breitengrade als Jahreswerte. Definiert ist die AMOC-Transportstärke hier als das Maximum der Stromfunktion in der Tiefe bei  $30^{\circ}\text{N}$  bzw.  $34^{\circ}\text{N}$ . Es sind jeweils die zehn Läufe des KCM (dünne Linien) und das jeweilige arithmetische Mittel der fünf ERA-Läufe (schwarz) und der fünf NCEP-Läufe (rot) dargestellt.

Die Einzelläufe und damit auch die mittleren Läufe verlaufen sehr ähnlich sowohl für  $30^{\circ}\text{N}$  als auch  $34^{\circ}\text{N}$  trotz unterschiedlicher Initialisierungen. Somit überdeckt im zeitlichen Verlauf der externe Einfluss die Unterschiede in den Anfangsbedingungen.

Es werden insgesamt Werte zwischen 10 und 17 Sverdrup erreicht. Auf kurzen Zeiträumen dominiert für gewöhnlich die interne Variabilität. Die Variabilität der Einzelläufe ist dabei über den gesamten Zeitraum recht konstant und liegt bei ungefähr 2-3 Sverdrup. Außerdem ist ein abnehmender Trend in der Zeitserie zu erkennen, der seit dem Maximum bei etwa 1968 anhält.

Es lässt sich also im Gegensatz zur Windschub-Zeitserie eine tendenzielle Abnahme der AMOC für beide Reanalyse-Datensätze erkennen. Vergleicht man beide langfristigen Entwicklungen, so scheint es eher keinen signifikanten Zusammenhang zu geben. Es stellt sich nun die Frage, ob der Anstieg des Windschubes für die Abnahme der Umwälzbewegung verantwortlich sein kann und damit die AMOC auf dekadischen Zeitskalen beeinflusst oder ob beide Vorgänge wenig korrelieren bzw. von anderen Prozessen kompensiert und überlagert werden.

## 4 Ergebnisse



**Abbildung 4.2:** AMOC-Zeitserie (1958-2001) aller Modellläufe (dünne Linien), sowie für ein ERA-Mittel (schwarz) und ein NCEP-Mittel (rot). Oben: 34°N, Unten: 30°N.

### 4.3 Kontrolllauf

Um die Variabilität der AMOC in Relation zu setzen, werden die einzelnen Läufe mit dem Kontrolllauf der Umwälzbewegung verglichen. In Abbildung 4.3 sind die letzten 300 Jahre des ursprünglich 1000-jährigen Kontrolllaufes dargestellt (siehe 3.3.2).

Im Kontrolllauf variiert die AMOC von etwa 9 bis 15 Sverdrup und auch hier lässt sich ein abnehmender Trend ausmachen. Insgesamt ist die Abnahme über den Zeitraum zwar gering, doch die letzten 30-40 Jahre des Kontrolllaufes zeigen im Mittel eine starke Abnahme in der Transportstärke der AMOC in Relation zu dem kurzen Zeitraum der Abnahme.

Die Schwankungen des Kontrolllaufes liegen also in derselben Größenordnung wie in den E- und N-Läufen und offensichtlich führt ein Lauf ohne Windforcing ebenfalls zu einer Abnahme der AMOC.

## 4 Ergebnisse

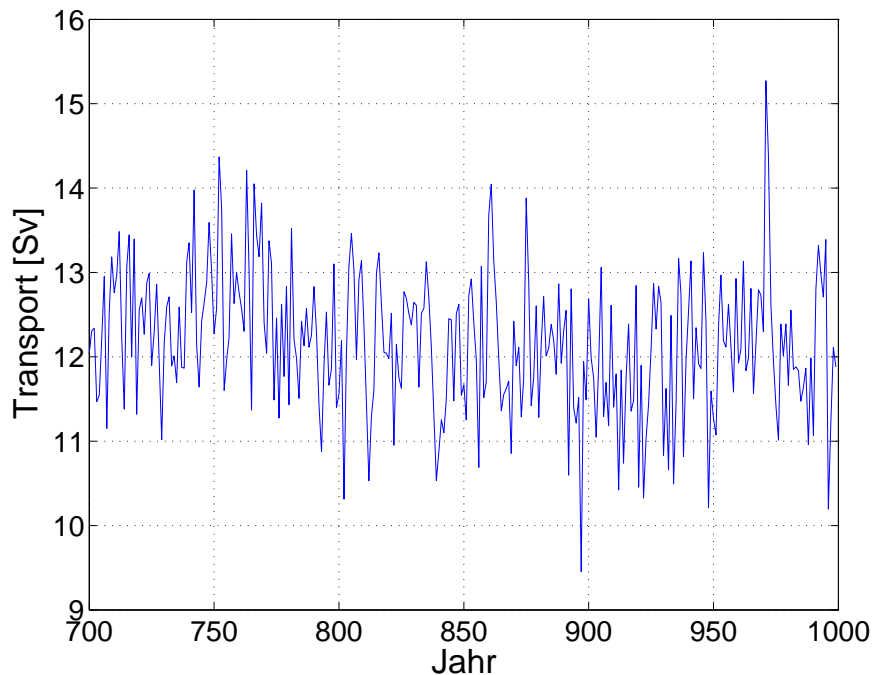


Abbildung 4.3: KCM-Kontrolllauf der AMOC-Stromfunktion.

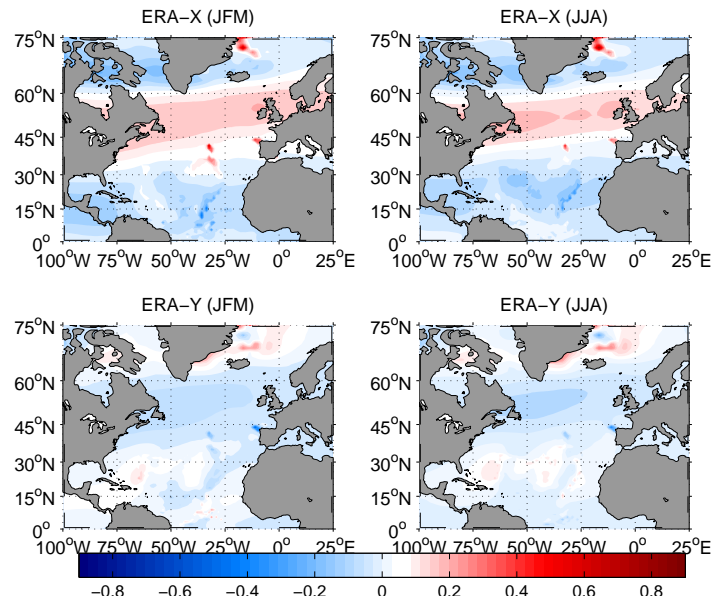
### 4.4 Windschubfelder

Zur besseren Übersicht und zum Vergleich zwischen den beiden Reanalysen zeigen die Abbildungen 4.4 und 4.5 die Windschubverteilung für den Nordatlantik. Dabei wurden die Daten in x- und y-Komponente, sowie in Sommer- (Juni, Juli, August) und Wintermittel (Januar, Februar, März) aufgespalten dargestellt und über den Vergleichszeitraum 1958-2001 gemittelt.

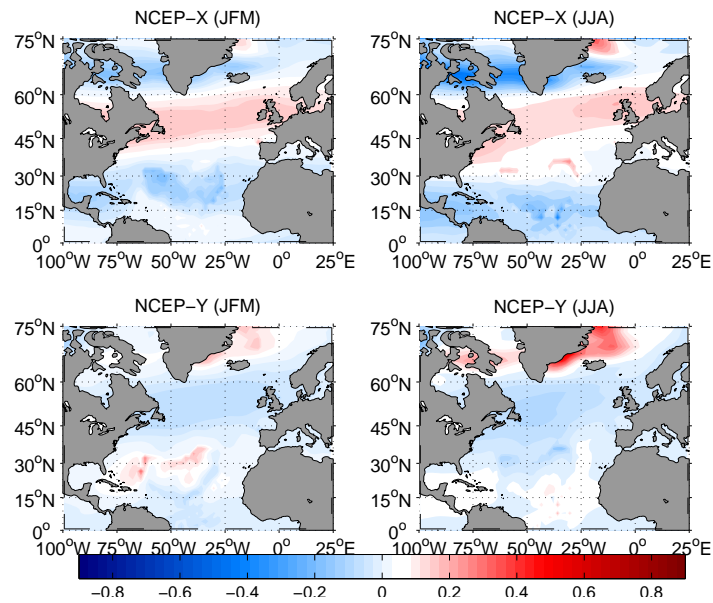
Strukturell ähneln sich beide Abbildungen erwartungsgemäß. Klar erkennbar sind die Westwinde in den mittleren Breiten, die von West nach Ost wehen und daher nur in den Abbildungen der x-Komponenten sichtbar sind. Im ERA-Datensatz fallen diese jedoch etwas stärker aus.

Neben den Westwinden finden wir auch stärkere Winde an der Ostküste Grönlands wieder, vor allem als Nordwinde in der y-Komponente. Vor Island entstehen durch die warmen Meeresströmungen, die auf kalte kontinentale Luftmassen aus Grönland und Kanada treffen, ständig Tiefdruckgebiete. Durch deren zyklonale Zirkulation entstehen an der Ostseite des Tiefs Nordwinde, wie wir sie in Abb. 4.4 und 4.5 sehen.

## 4 Ergebnisse



**Abbildung 4.4:** Windschubverteilung der ERA-Reanalyse im Nordatlantik in Pascal [Pa], aufgeteilt nach x- bzw. y-Komponente und Sommer- bzw. Wintermittel (1958-2001).

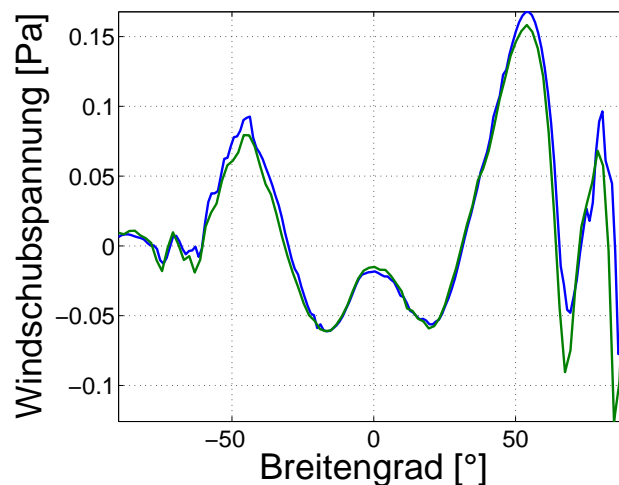


**Abbildung 4.5:** Windschubverteilung der NCEP-Reanalyse im Nordatlantik in Pascal [Pa], aufgeteilt nach x- bzw. y-Komponente und Sommer- bzw. Wintermittel (1958-2001).

### 4.4.1 Meridionale Varianz des Windschubes

In Abbildung 4.6 ist die meridionale Verteilung des zonalen Windschubes für beide Reanalysen dargestellt. Hierzu wurden die Werte zonal über den Zeitraum und den Atlantik gemittelt, um dann die meridionale Verteilung darzustellen. Man erkennt deutlich die Drei-Zellen-Struktur der Atmosphäre, sowie eine stärker ausgeprägte Ferrel-Zelle auf der Nordhalbkugel, die für stärkere Westwinde verantwortlich ist, wie Abb. 3.1 bereits zeigte.

Um die Variabilität der AMOC weiter zu untersuchen, muss die Varianz des Windschubes



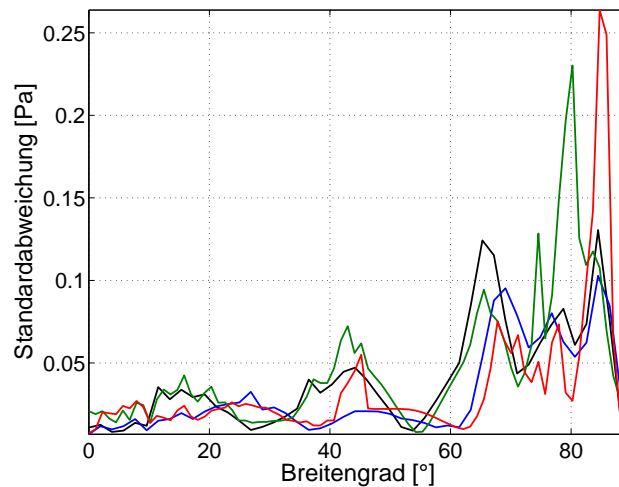
**Abbildung 4.6:** Meridionale Verteilung des zonalen Windschubes für ERA (grün) und NCEP (blau) (1958-2001) für den Atlantik.

betrachtet werden. In Abbildung 4.6 ist dazu die meridionale Verteilung der zonalen Standardabweichung des Windschubes dargestellt. Dabei wurden die Windschubdaten des Nordatlantiks erst zeitlich gemittelt, um dann entlang jedes Breitengrades die zonale Standardabweichung für jede Komponente beider Datensätze zu berechnen.

Es zeigt sich, dass die Standardabweichungen zu den Polen hin stark zunehmen, während sie in Äquatornähe gegen Null gehen. Im Vergleich zu den Windschubwerten aus Abb. 4.7 lässt sich feststellen, dass die Standardabweichungen im Bereich der Absolutwerte des Windschubes liegen.

Der Windschub schwankt also teilweise erheblich und es gilt herauszufinden, ob diese hohe Variabilität einen Einfluss auf die jährlichen Schwankungen der AMOC hat.

## 4 Ergebnisse



**Abbildung 4.7:** Meridionale Verteilung der zonalen Standardabweichung des Windschubes für ERA-x (grün), ERA-y (rot), NCEP-x (schwarz) und NCEP-y (blau) (1958-2001).

### 4.5 Ekman-Transport und dessen Varianz

Um den Anteil des Windes an der Umwälzbewegung zu bestimmen, wird nun der Ekman-Transport betrachtet. Abbildung 4.8 zeigt die meridionale Verteilung des Ekman-Transportes gemittelt über alle Längengrade im Atlantik. Die Berechnung erfolgte nach der Formel aus 3.3.1.

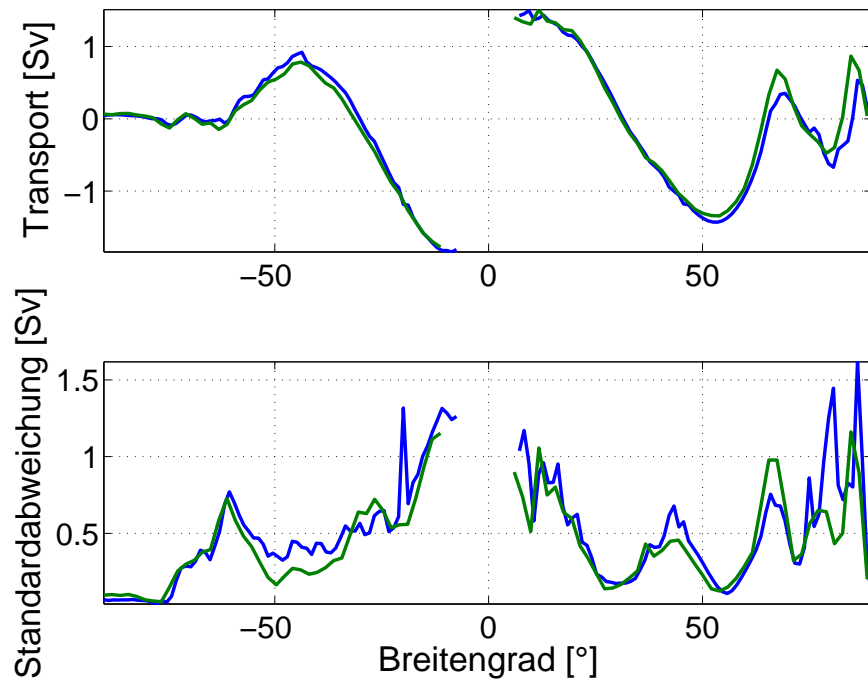
Wir sehen die erwartete Verteilung. Positive Werte stehen für Transport nach Norden und negative Werte für Transport nach Süden. In Äquatornähe führen die Passatwinde zu nordwärtigem (südwardigem) Ekman-Transport auf der Nordhalbkugel (Südhalbkugel), während sich die Transporte in den mittleren Breiten infolge der Westwinde umkehren. Am Äquator ist der Ekman-Transport nicht definiert, da hier der Coriolisparameter per Definition gegen Null geht und in der Berechnung des Ekman-Transportes im Nenner steht (siehe 3.3.1).

Die Transportstärke liegt dabei für beide Halbkugeln bei etwas mehr als 1 Sverdrup (bzw. -1 Sverdrup), was nicht ganz einem Zehntel der AMOC entspricht. Der windgetriebene Transport hat also absolut betrachtet einen eher kleinen Anteil an der gesamten Umwälzbewegung.

Ein Blick auf die Standardabweichung in Abbildung 4.8 zeigt aber relativ große Werte, die in der Größenordnung des gesamten Ekman-Transportes liegen.

Das heißt, dass der dekadische Verlauf der AMOC nur wenig von dem windgetriebenen Wassermassentransport abhängig ist, während die relativ hohe Varianz des Ekman-

#### 4 Ergebnisse



**Abbildung 4.8:** Oben: Meridionaler Ekman-Transport, Unten: Meridionale Varianz des Ekman-Transportes, beides zeitlich (1958-2001) und räumlich über den Atlantik gemittelt. Blau: ERA, grün: NCEP.

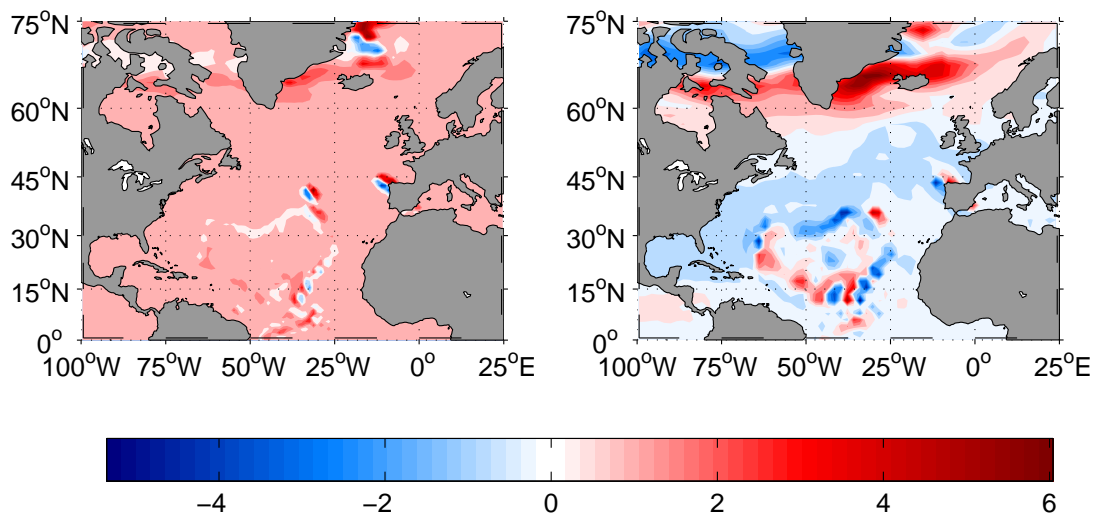
Transportes durchaus einen Anteil an den zwischenjährlichen Schwankungen der AMOC haben könnte.

## 4.6 Räumliche Korrelation der AMOC und des Windschub-Curls

### 4.6.1 Windschub-Curl

Für die Korrelationsberechnungen wurde der Curl des Windschubes verwendet (s. 3.3 zur Berechnung), da so ein einzelnes, zweidimensionales Feld erzeugt werden kann, das trotzdem von beiden Komponenten des Windschubes abhängig ist. In Abbildung 4.9 ist die räumliche Verteilung des Windschub-Curls dargestellt.

Strukturell ähneln sich die beiden Reanalysen; die größeren Flächen des Nordatlantiks sind



**Abbildung 4.9:** Räumliche Verteilung des berechneten Windschub-Curls im Nordatlantik in [ $10^{-8}$  N/m<sup>3</sup>]. Links: ERA. Rechts: NCEP.

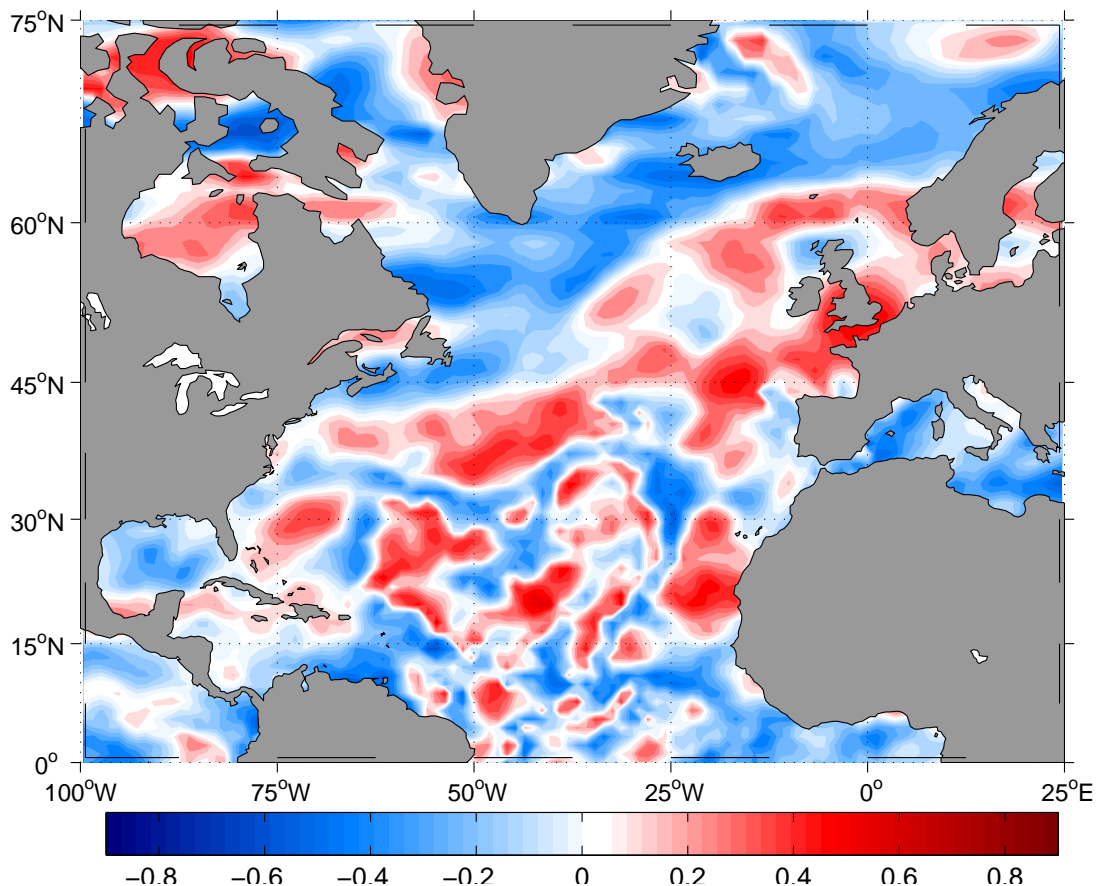
jedoch mit jeweils unterschiedlichem Vorzeichen behaftet. Ein negativer Windstress-Curl führt zu Konvergenz in der Ekman-Schicht und damit zu Downwelling (negatives Ekman-Pumping), während ein positiver Windstress-Curl Divergenz und Upwelling (positives Ekman-Pumping) zur Folge hat. Im Nordatlantik führt der subtropische Wirbel tatsächlich zu Konvergenz und Downwelling. Ein Grund, weshalb dieser Prozess nicht in der ERA-Verteilung in Abb. 4.9 sichtbar ist, könnte sein, dass das negative Vorzeichen durch die zeitliche Mittelung bei der Berechnung kompensiert wird. Da die Minima und Maxima in beiden Darstellungen mit dem gleichen Vorzeichen angegeben werden, ist es also möglich, dass der Mittelwert im ERA-Datensatz zu höheren und damit positiven Werten verschoben ist.



### 4.6.2 Korrelation ohne Zeitverzögerung

Nichtsdestotrotz wurde die räumliche Korrelation zwischen der jeweiligen AMOC-Zeitserie und der Rotation des Windschubes berechnet. Da jedoch nicht davon ausgegangen werden kann, dass sich Änderungen im Windschub instantan in der Umwälzbewegung bemerkbar machen, muss ein verzögerter Einfluss des Windschubes berücksichtigt werden. Diese Verzögerung wird auch "lag" genannt und es gilt diesen im Mechanismus zwischen Windschub und AMOC herauszufinden.

Die Abbildungen 4.10 und 4.11 zeigen jedoch zunächst die Korrelation zwischen dem AMOC-Mittel und der Zeitserie des Windschub-Curls für den jeweiligen Reanalyse-Datensatz ohne zeitlichen Versatz zwischen den Zeitreihen. Beide Abbildungen haben eine



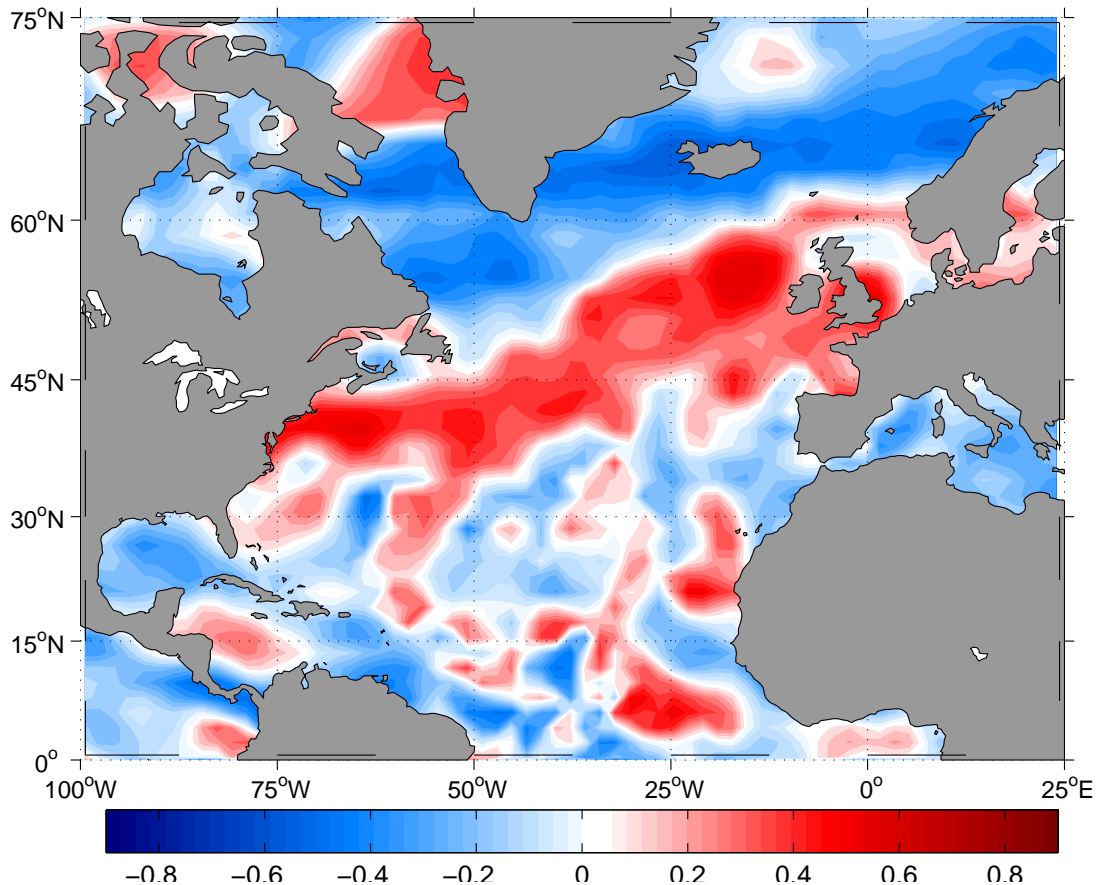
**Abbildung 4.10:** Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Windschub-curl für den Nordatlantik.

ähnliche Verteilung, wobei auffällt, dass die NCEP-Korrelation in Abb. 4.11. um einiges glatter scheint. Das liegt vor allem an der größeren Auflösung des NCEP-Datensatzes,

#### 4 Ergebnisse

die dazu führt, dass größere Bereiche interpoliert werden müssen als in 4.10. Somit ist gleichzeitig das Verteilungsmuster für die ERA-Korrelation erklärt.

Insgesamt ist ein großer Bereich im Nordatlantik, der sich von der Ostküste der USA bis



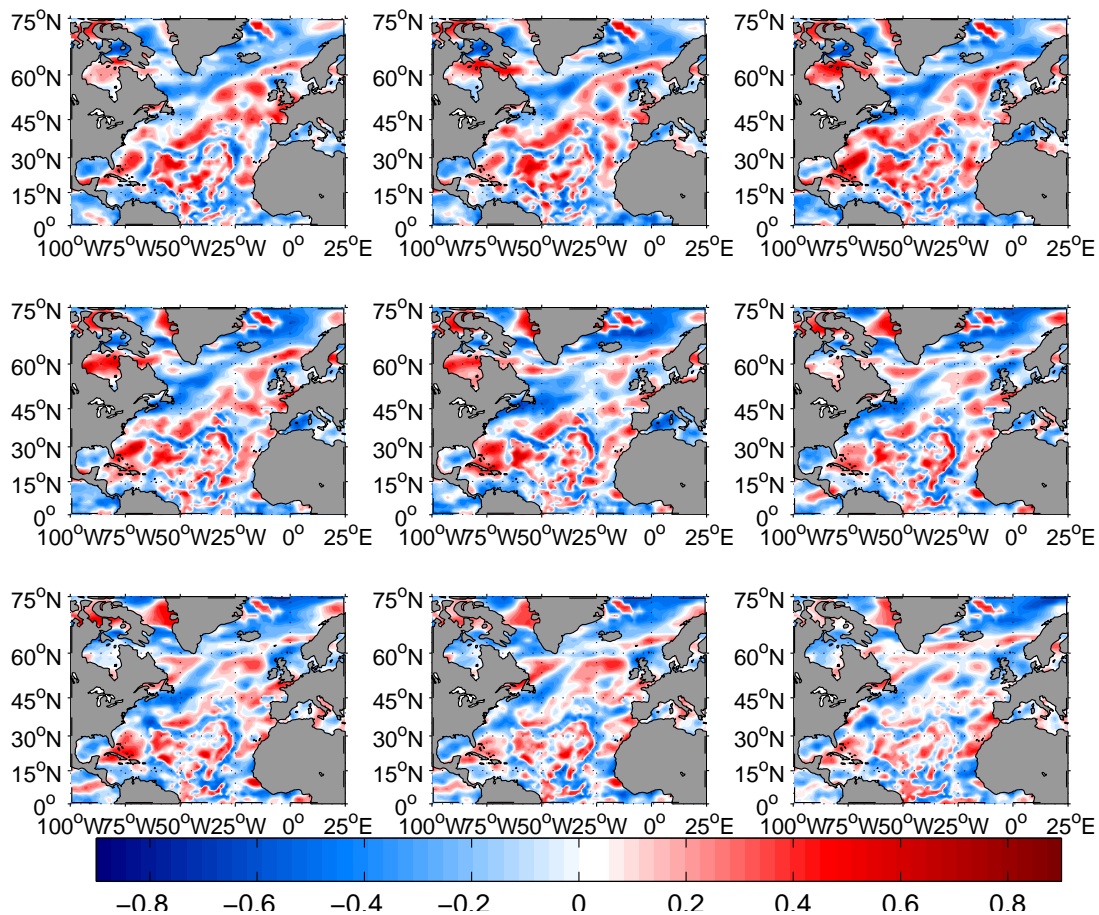
**Abbildung 4.11:** Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Windschub-curl für den Nordatlantik.

zu den Britischen Inseln erstreckt, größtenteils rot eingefärbt. Von der Labradorsee entlang der Küste Grönlands bis in das Nordmeer überwiegt hingegen negative Korrelation in beiden Abbildungen. In den rot eingefärbten Regionen ist also laut Berechnung eine hohe positive Korrelation zu erwarten, sodass eine Verstärkung des Windschub-Curls eine Zunahme der Umwälzbewegung zur Folge hat.

Diese Aussage ist jedoch vorsichtig zu betrachten. Theoretisch kann ein relativ starkes Wind-Event an einem Gitterpunkt durch die Zeitverzögerung des trägen Ozeans zu einer erhöhten Transportgeschwindigkeit an einem anderen Gitterpunkt führen, so dass unter Umständen Korrelationen falsch oder gar nicht zugeordnet werden können.

### 4.6.3 Korrelation mit Zeitverzögerung

Daher ist es notwendig eine Zeitverzögerung (lag) in die Korrelation mit einfließen zu lassen. Dazu wurden beide Zeitserien so zueinander verschoben, dass der Windschub-Curl der Umwälzbewegung um die entsprechende Jahresanzahl vorausläuft. Bei der Korrelationsberechnung müssen beide Serien die gleiche Anzahl an Werten besitzen. Daher wurde das Ende der AMOC-Zeitserie jeweils um die entsprechenden Jahre gekürzt. Da die Zeitreihen als Serien aus Jahreswerten vorliegen, entspricht jeder Wert einem Jahr. Abbildung 4.12 und 4.13 zeigen die berechneten Korrelationen für eine Zeitverschiebung von 1-9 Jahren.



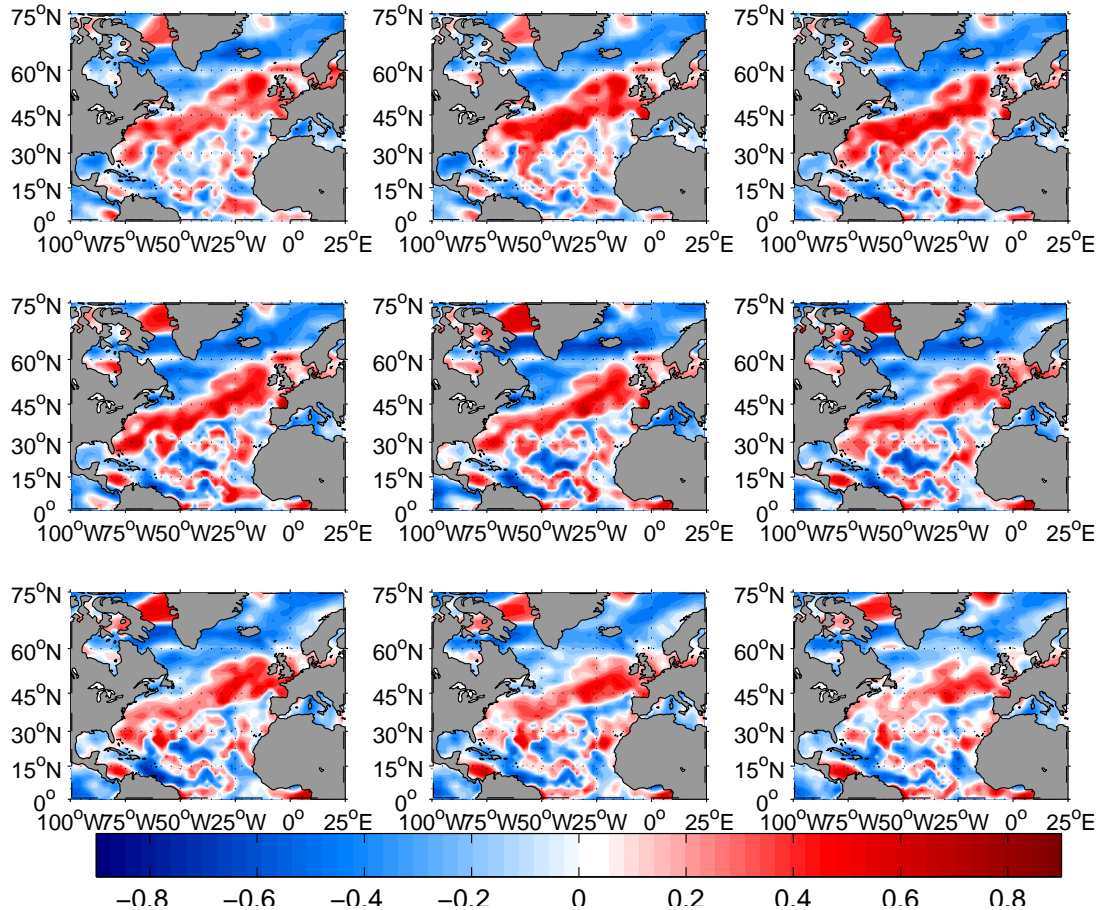
**Abbildung 4.12:** Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Windschub-curl für den Nordatlantik. Von oben links nach unten rechts: 1,2,3,4,5,6,7,8,9 Jahre Zeitverschiebung zwischen den korrelierten Größen.

In beiden Abbildungen ist insgesamt eine Zunahme der räumlichen Korrelation bis etwa

## 4 Ergebnisse

3-5 Jahre Verzögerung zu erkennen, vor allem für die NCEP-Korrelation in Abbildung 4.13.

Somit lässt sich die Zeitverzögerung zwischen einem Ereignis im Windschubfeld und



**Abbildung 4.13:** Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Windschub-curl für den Nordatlantik. Von oben links nach unten rechts: 1,2,3,4,5,6,7,8,9 Jahre Zeitverschiebung zwischen den korrelierten Größen.

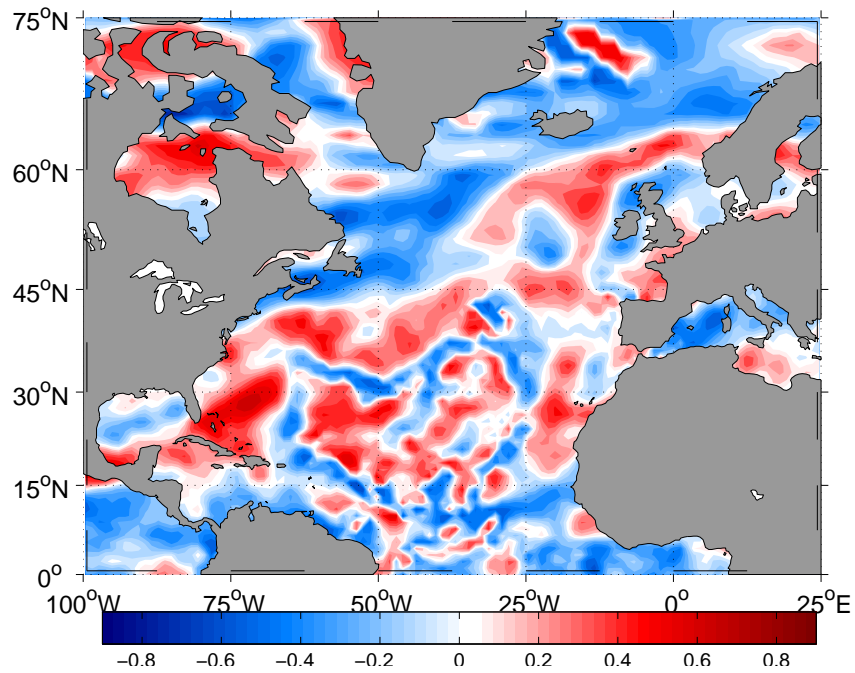
einer Reaktion in der Umwälzbewegung in diesem Fall auf ca. 3-4 Jahre bestimmen.

In Abbildung 4.14 und 4.15 sind die 3-Jahres-lag-Korrelationen der jeweiligen Reanalyse noch einmal vergrößert dargestellt. Beide ähneln den Abbildungen aus 4.6.2, zeigen aber insgesamt im Vergleich eine höhere räumliche Korrelation zwischen Windschub-Curl und Umwälzbewegung.

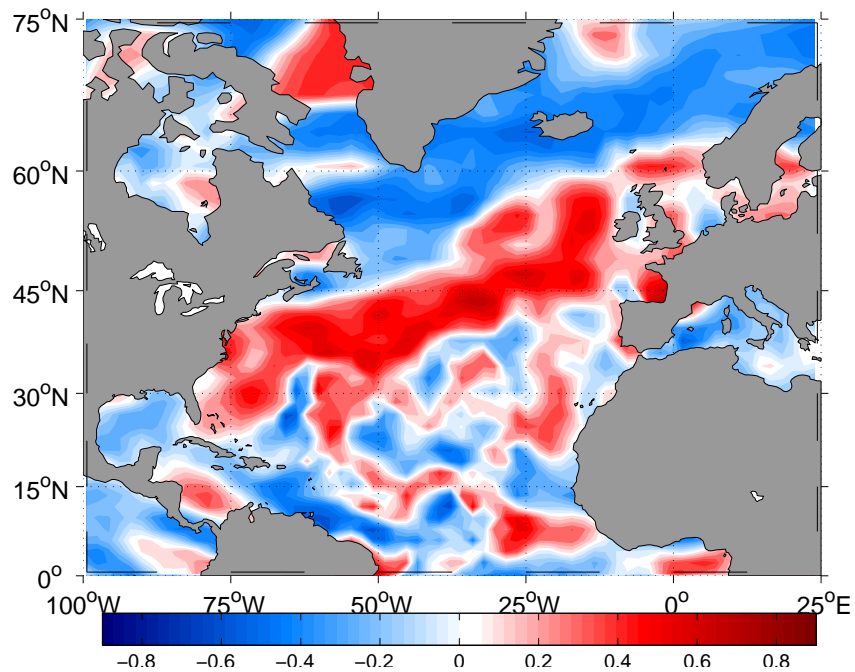
Hier zeigt sich zusätzlich eine Region hoher positiver Korrelation im Bereich des Golfstromes bis in die nördliche Karibik.



#### 4 Ergebnisse



**Abbildung 4.14:** Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Windschub-Curl für den Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von 3 Jahren.



**Abbildung 4.15:** Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Windschub-Curl für den Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von 3 Jahren.

# 5 Diskussion

## 5.1 Zusammenhang zwischen Windschub und Umwälzbewegung

In 4.1 und 4.2 wurde gezeigt, dass die Transportstärke der Umwälzbewegung und die Zeitserie des Windschubes gegenläufige Trends aufweisen. Da eine negative Korrelation zwischen Windschub und AMOC unwahrscheinlich ist und Studien (siehe 2.4) bereits gezeigt haben, dass es eine positive Korrelation zwischen einem Ereignis im Windschubfeld des Nordatlantiks und einer Reaktion in der Umwälzbewegung gibt, lässt sich festhalten, dass die AMOC auf dekadischen Zeitskalen unbeeinflusst vom Windschub bleibt bzw. andere Prozesse wie Wärme Flüsse oder dichtegetriebene Wassermassentransporte den Effekt des zunehmenden Windschubes kompensieren und sogar überlagern.

Deswegen lag der Fokus dieser Bachelor-Arbeit auf dem Einfluss des Windschubes auf die AMOC für zwischenjährliche Zeitskalen. In 4.4 wurde daher die zonale Standardabweichung des Windschubes berechnet, da zu erwarten ist, dass Fluktuationen des zonalen Windschubes einen größeren Einfluss auf die Umwälzbewegung haben als Variabilitäten im meridionalen Windschub. Die Standardabweichungen liegen im Bereich der Gesamtwerte, also sind die Schwankungen des Windschubes mindestens ebenso entscheidend wie dessen langfristige Mittelwerte. Gleiches gilt für den Ekman-Transport, der prozentual einen geringen Anteil an der Umwälzbewegung trägt (etwa 10%), dessen Schwankungen jedoch im gleichen Größenbereich wie die Gesamttransporte liegen und der daher auch auf kleineren Zeitskalen signifikant von den Schwankungen abhängt.

Um den Zusammenhang zu quantifizieren wurden in 4.6 verschiedene Kreuzkorrelationen berechnet. Eine einfache Kreuzkorrelation der beiden Zeitreihen zeigte dabei kleinere Korrelationen als eine Korrelationsberechnung mit zwei zeitlich zueinander verschobenen Zeitserien. Die Zeitverzögerung mit der die Umwälzbewegung auf ein Ereignis im Windschubfeld reagiert, wird hier auf ca. 3-4 Jahre bestimmt. Für diese Zeitverzögerung werden die höchsten positiven Korrelationsmuster in beiden Datensätzen erzielt. Diese zeitliche Verzögerung wird auch "lag" genannt. Sie entsteht durch die Trägheit der Klimasystemkomponente Ozean im Vergleich zur Atmosphäre, in der sich Prozesse schnell abspielen. Es lässt sich also insgesamt kein Zusammenhang zwischen Windschub und AMOC auf dekadischen Zeitskalen erkennen, während Schwankungen des Windschubes auf kurzen

Zeitskalen die Transportstärke der Atlantischen Umwälzbewegung mit einer Zeitverzögerung von 3-4 Jahren beeinflussen können.

### 5.2 Regionen mit dem größten Einfluss auf die AMOC

Eine weitere Hauptfrage dieser Arbeit war es, welche Gebiete den größten Einfluss auf die Atlantische Umwälzbewegung haben. In 4.6 wird deutlich, dass der nördliche Atlantik in einem Gebiet von der Ostküste der USA bis zu den Britischen Inseln eine große Fläche mit überwiegend hoher positiver Korrelation darstellt. Hier reagiert die Transportstärke der AMOC besonders sensibel auf Ereignisse im Windschub-Curl-Feld, wobei die maximale Korrelation wie bereits erwähnt bei einer Zeitverzögerung von drei Jahren in der Umwälzbewegung auftritt.

Ein möglicher Mechanismus wäre daher, dass sich durch höhere Windschub-Curl-Werte der subtropische Wirbel verstärkt und damit auch der Golfstrom, da die thermohaline Zirkulation den größten Teil an der Umwälzbewegung hat. So fließt mehr warmes, salzreiches Wasser in das Nordmeer, kühlt und sinkt dort ab und strömt als Tiefenströmung zurück zum Äquator. Damit wäre die Transportstärke der Umwälzbewegung gestiegen und gleichzeitig wird ersichtlich, weshalb mit einer Zeitverzögerung zwischen der Reaktion der AMOC und dem erhöhten Windschub-Curl zu rechnen ist, da Wassermassen deutlich langsamer transportiert werden als Luftmassen in der Atmosphäre. Der Golfstrom erreicht als eine der stärksten Strömungen etwa  $2 \frac{m}{s}$ , während Winde vor allem über dem Meer deutlich schneller sind.

Weitere Gebiete mit hoher, positiver Korrelation sind nicht für beide Reanalysen gleichermaßen zu nennen. So findet sich in Abb. 4.15 in der Baffin Bay eine Fläche hoher positiver Korrelation, während es in der ERA-Korrelations-Abbildung 4.14 nicht so eindeutig ist. Dafür weisen dort die nordamerikanischen Seen im Gegensatz zu 4.15 eine hohe positive Korrelation auf. Dies zeigt, wie sehr die Ergebnisse von der jeweiligen Reanalyse abhängig sind und dass die Ergebnisse mit Vorsicht zu betrachten sind. Da jedoch beide Datensätze hohe Korrelation in der bereits beschriebenen Nordatlantik-Region liefern, lässt sich hier mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Abhängigkeit feststellen.

### 5.3 Kritische Betrachtung der Ergebnisse

Insgesamt lässt sich also eine Abhängigkeit der Ergebnisse vom jeweiligen Datensatz erkennen. Auch wenn beide zu ähnlichen Ergebnissen führen, werden dennoch unterschiedliche Korrelationsmuster in gleichen Gebieten erzeugt und so lassen sich - wenn überhaupt - nur gesicherte Aussagen über die positive Korrelation im Nordatlantik machen, die beide Reanalysen ähnlich darstellen.

Eine Bestätigung des Forschungsstandes wie er in 2.4 beschrieben wird, kann dennoch allgemein festgestellt werden, denn es zeigt sich, dass der Windschub die AMOC vor allem auf kleinen Zeitskalen beeinflusst. Weiter werden das RAPID-Projekt die nächsten Jahre zeigen, ob sich der abnehmende Trend der AMOC - wie von den beteiligten Forschern erwartet - fortsetzt.

Eine weitergehende Analyse würde die hier erbrachten Ergebnisse u.U. bestätigen und die Gebiete des größten Einflusses präzisieren. So wären die nächsten Schritte eine kanonische Korrelation oder eine EOF-Analyse, die jedoch den Rahmen dieser Arbeit übersteigen.



# Tabellenverzeichnis

2.1	Horizontale und vertikale Auflösungen im Kiel Climate Model. . . . .	5
-----	--	---

# Abbildungsverzeichnis

3.1	Globale Windschubverteilung der zonalen Komponente der ERA40-Reanalyse im Sommermittel (JJA) in Pascal [Pa]. . . . .	8
3.2	Oben: Meridionaler Schnitt der AMOC-Transportstärke in Sverdrup für das NCEP-Mittel. Unten: Standardabweichung der Transportstärke für dasselbe Mittel. . . . .	10
3.3	Oben: Meridionaler Schnitt der AMOC-Transportstärke in Sverdrup für das ERA-Mittel. Unten: Standardabweichung der Transportstärke für dasselbe Mittel. . . . .	10
3.4	Meridionaler Verlauf des Coriolisparameters ( $\beta$ -Ebene). . . . .	12
4.1	Jahresmittel der Windschub-Zeitserie (1958-2001) der zonalen Komponente für ERA (grün) und NCEP (blau) für ein räumliches Nordatlantik-Mittel ( $37^{\circ}\text{N}$ - $49^{\circ}\text{N}$ , $52^{\circ}\text{W}$ - $16^{\circ}\text{W}$ ). . . . .	13
4.2	AMOC-Zeitserie (1958-2001) aller Modellläufe (dünne Linien), sowie für ein ERA-Mittel (schwarz) und ein NCEP-Mittel (rot). Oben: $34^{\circ}\text{N}$ , Unten: $30^{\circ}\text{N}$ . . . . .	15
4.3	KCM-Kontrolllauf der AMOC-Stromfunktion. . . . .	16
4.4	Windschubverteilung der ERA-Reanalyse im Nordatlantik in Pascal [Pa], aufgeteilt nach x- bzw. y-Komponente und Sommer- bzw. Wintermittel (1958-2001). . . . .	17
4.5	Windschubverteilung der NCEP-Reanalyse im Nordatlantik in Pascal [Pa], aufgeteilt nach x- bzw. y-Komponente und Sommer- bzw. Wintermittel (1958-2001). . . . .	17
4.6	Meridionale Verteilung des zonalen Windschubes für ERA (grün) und NCEP (blau) (1958-2001) für den Atlantik. . . . .	18
4.7	Meridionale Verteilung der zonalen Standardabweichung des Windschubes für ERA-x (grün), ERA-y (rot), NCEP-x (schwarz) und NCEP-y (blau) (1958-2001). . . . .	19
4.8	Oben: Meridionaler Ekman-Transport, Unten: Meridionale Varianz des Ekman-Transportes, beides zeitlich (1958-2001) und räumlich über den Atlantik gemittelt. Blau: ERA, grün: NCEP. . . . .	20
4.9	Räumliche Verteilung des berechneten Windschub-Curls im Nordatlantik in [ $10^{-8} \text{ N/m}^3$ ]. Links: ERA. Rechts: NCEP. . . . .	21

## *Abbildungsverzeichnis*

4.10	Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Wind- schubcurl für den Nordatlantik. . . . .	22
4.11	Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Wind- schubcurl für den Nordatlantik. . . . .	23
4.12	Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Wind- schubcurl für den Nordatlantik. Von oben links nach unten rechts: 1,2,3,4,5,6,7,8,9 Jahre Zeitverschiebung zwischen den korrelierten Größen. . . . .	24
4.13	Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Wind- schubcurl für den Nordatlantik. Von oben links nach unten rechts: 1,2,3,4,5,6,7,8,9 Jahre Zeitverschiebung zwischen den korrelierten Größen. . . . .	25
4.14	Räumliche Korrelation zwischen dem ERA-AMOC-Mittel und dem Windschub- Curl für den Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von 3 Jahren. . . . .	26
4.15	Räumliche Korrelation zwischen dem NCEP-AMOC-Mittel und dem Windschub- Curl für den Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von 3 Jahren. . . . .	26

## 6 Referenzen

- Cunningham,S.A., Kanzow,T., Rayner,D., Baringer,M.O., Johns,W.E., Marotzke,J., Longworth,H.R., Grant,E.M., Hirschi,J.J.-M., Beal,L.M., Meinen,C.S., Bryden,H.L. (2007): Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26,5 °N. *Science*, 317, 935-938.
- Eden,C., Willebrand,J. (2001): Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic Circulation. *Journal of Climate*, 14, 2266-2280.
- Hirschi,J., Baehr,J., Marotzke,J., Stark,J., Cunningham,S., Beismann,J.-O. (2003): A monitoring design for the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 30, 66-1-66-4.
- Kanzow,T., Cunningham,S.A., Johns,W.E., Hirschi,J.J.-M., Marotzke, J., Baringer,M.O., Meinen,C.S., Chidichimo,M.P., Atkinson,C., Beal,L.M., Bryden,H.L., Collins,J. (2010): Seasonal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5N. *Journal of Climate*, 23, 5678-5698.
- Madec,G. (2008): NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation 27, Institut Pierre-Simon Laplace, 193pp. *Journal of Climate*, 23, 5678-5698.
- McCarthy,G., Frajka-Williams,E., Johns,W.E., Baringer,M.O., Meinen,C.S., Bryden,H.L., Rayner,D., Duchez,A., Roberts,C. und Cunningham,S.A. (2012): Observed interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26,5°N. *Geophysical Research Letters*, 39, L19609.
- Park,W., Keenlyside,N., Latif,M.,Ströh,A., Redler,R., Roeckner,E., Madec,G. (2008): Tropical Pacific Climate and Its Response to Global Warming in the Kiel Climate Model. *Journal of Climate*, 22, 71-92.
- Reinhardt,F., Soeder,H. (1984): dtv-Atlas zur Mathematik (Analysis und angewandte Mathematik) Band 2, 5. Auflage. *Deutscher Taschenbuch Verlag*, München, 1984.
- Roeckner,E. and Coauthors (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max-Planck-Institut für Meteorologie Rep. 349, 127pp.
- Schmittner,A., Chiang,J.C.H., Hemming,S.R. (2007): Introduction: The Ocean's Meridional Overturning Circulation. In *Ocean Circulation - Mechanisms and Impacts*. *American Geophysical Union*,1-5.

## 6 Referenzen

- Smethie, W.M., LeBel, D.A., Fine, R.A., Rhein, M., Kieke, D. (2007): Strength and Variability of the Deep Limb of the Northatlantic Meridional Overturning Circulation From Chlorofluorocarbon Inventories. In *Ocean Circulation - Mechanisms and Impacts*. American Geophysical Union, 119-131.
- Stepanov, V.N., Haines, K. (2013): Mechanisms of AMOC variability simulated by the NEMO model. *Ocean Science Discussions*, 10, 619-648.
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, J.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. und Woollen, J. (2005): The ERA-40 Re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.

## 7 Danksagungen

Ich möchte mich bei Dr. Thomas Martin, Dr. Hui Ding und Prof. Dr. Mojib Latif für die Betreuung, Hilfe und Unterstützung während dieser Bachelorarbeit herzlich bedanken. Außerdem bedanke ich mich bei den Korrekturlesern, sowie allen Freunden und meiner Familie für die Unterstützung nicht nur in den letzten neun Wochen, sondern während des gesamten Bachelorstudiums.

## 8 Erklärung

Hiermit erkläre ich, Franz Philip Tuchen, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

.....

Datum, Unterschrift